

UNTERSUCHUNG DER REPRÄSENTATIVITÄT EINER MIKROKLIMASTATION

Z. DOBOSI

Meteorologisches Institut der Eötvös-Universität, Budapest

(Eingegangen: 27. Juli, 1959)

ZUSAMMENFASSUNG

Der Aufsatz beschreibt eine Methode, mittels welcher unter den mikroklimatischen Messungen die mikroadvektionsfreien Angaben von solchen, die durch die Einwirkung der Umgebung beeinflusst wurden, unterschieden werden können. Die Temperaturmessungen in der Bodennähe der Mikroklimastation Erdőhátpuszta aus den Jahren 1953—1957 werden analysiert. Es wird nachgewiesen, dass die Mikroadvektion auf dieser Station eine systematische Erscheinung ist. Auch die die Mikroadvektion hervorruhenden Gründe werden untersucht.

Wie bekannt, bereitet es oft Schwierigkeiten, für Mikroklima- und agrometeorologische Stationen eine in Hinsicht auf ihren Wärmehaushalt mit der Oberfläche der Station identische Umgebung von hinreichend grossem Umfang und von homogener Oberfläche zu sichern. Falls diese Bedingungen nicht erfüllt sind, werden unsere Beobachtungswerte nicht nur von der Oberfläche der Station, sondern infolge der Mikroadvektion auch von der Umgebung abhängen, folglich werden die Messwerte unserer Station bezüglich eigener Oberfläche nicht in vollem Masse als repräsentativ gelten. Jedoch ist die Repräsentativität z. B. bei Wärmehaushaltmessungen, bei den Messungen der oberflächlichen Verdampfung mittels Austausch, unentbehrlich, und folglich ist eine Untersuchung der Repräsentativität der Mikroklimastationen begründet.

Wir wollen im folgenden eine Methode anführen, durch welche entschieden werden kann, ob ein gemessener Luftzustand durch die Wirkung der betreffenden Oberfläche, oder aber durch Mikroadvektion entstanden ist. Mit dieser Methode kann festgestellt werden, ob und in welchen Fällen in den Angaben einer Mikroklimastation der Einfluss der Umgebung sich bemerkbar macht, also inwiefern die Angaben in Bezug auf die Oberfläche der Station als repräsentativ angesehen werden können.

Als Anwendung unserer Methode zeigen wir die Rolle der Mikroadvektion in den Angaben der Mikroklimaforschungsstation Erdőhátpuszta im Zeitpunkte 14 Uhr.

Die vertikale Fortpflanzung der Wärme am Tage, also wenn sich die Wärme aufwärts überwiegend durch Austausch vermittelt, kann im Mikro- raum durch die Schmidt'sche Formel mit genügender Genauigkeit berechnet werden:

$$Q(z) = A(z) c_p \frac{dt(z)}{dz}$$

wo $Q(z)$ die durch eine in der Höhe z über der Oberfläche befindlichen horizontalen Flächeneinheit fließende Wärmemenge in der Zeiteinheit bedeutet, $A(z)$ der Austauschkoeffizient in derselben Höhe, c_p die spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck und $dt(z)/dz$ der vertikale Temperaturgradient in der Höhe z ist.

Falls im Mikrogebiet die Wärmeübertragung stationär ist, so ist die durch zwei übereinanderliegende Flächeneinheiten in den Höhen z_1 bzw. z_2 tretende Wärmemenge gleich gross und im Falle einer homogenen Oberfläche gleich der Luftabfuhrkomponente des oberflächlichen Wärmehaushaltes. Diese Gleichheit erhält in der Gleichungsform, dividiert durch c_p , die Gestalt:

$$A(z_1) \frac{dt(z_1)}{dz} = A(z_2) \frac{dt(z_2)}{dz} \quad (1)$$

d. h. die Produkte der Austauschkoeffizienten und der Temperaturgradienten sind entlang einer Vertikale konstant.

Zur Bestimmung der Austauschkoeffizienten hat B u d y k o (2) eine Formel angegeben, die auch den Temperaturgradienten der bodennahen Luftschichten in Betracht nimmt, und deshalb gegenwärtig als am exaktesten gilt:

$$A(z) = k_0^2 z \frac{\Delta u}{\log \text{nat} \frac{z_2}{z_1}} \left[1 + \frac{m g}{T} \frac{\Delta T}{\Delta u^2} \frac{\left(\log \text{nat} \frac{z_1}{z_2} \right)}{\log \text{nat} \frac{z_3}{z_4}} \right]$$

wo A der Austauschkoeffizient, k_0 die Kármán-Konstante ist, z die Höhe, in welcher der Wert von A angegeben ist, Δu der Unterschied zwischen den Windgeschwindigkeiten in den konstanten Höhen der Windgeschwindigkeitsmessung z_1 und z_2 , ΔT der Temperaturunterschied zwischen den konstanten Höhen der Temperaturmessung z_3 und z_4 , T der Mittelwert der Temperatur zwischen diesen beiden Höhen in Kelvingraden, g die Schwerebeschleunigung, m die Mächtigkeit der bodennahen Luftschicht, in welcher der Wert A des Austauschkoeffizienten linear mit der Höhe variiert. Wenn wir den Wert des Austauschkoeffizienten in unsere Formel (1) setzen und reduzieren, so erhalten wir

$$z_1 \frac{dt(z_1)}{dz} = z_2 \frac{dt(z_2)}{dz}$$

Wenn wir weiter die Werte $z_1 = z$, $z_2 = 1$ in unsere Gleichung einsetzen, erhalten wir für den Gradienten in beliebiger Höhe

$$z \frac{dt(z)}{dz} = \frac{dt(1)}{dz}$$

und den Wert

$$\frac{dt(1)}{dz} = a$$

einsetzend, erhalten wir für den Gradienten

$$\frac{dt(z)}{dz} = a z^{-1}$$

in Einvernehmen mit der von K. B r o c k s gefundenen empirischen Formel. Brocks hat nämlich anhand der Bearbeitung eines enormen Beobachtungsmaterials festgestellt, dass in der untersten Schicht der Atmosphäre der Temperaturgradient abwärts zunimmt. Die Abhängigkeit des Gradienten von der Höhe gibt die empirische Formel

$$\frac{dt(z)}{dz} = a z^b$$

an. Am Tage ist b in guter Annäherung gleich -1 , während es in der Nacht zwischen $1/5$ und $1/20$ schwankt (3).

Wenn wir unsere Formel integrieren, so erhalten wir die Temperatur selbst, als eine Funktion der Höhe z . Es sollen die Integrationsgrenzen 1 und z sein, dann gilt

$$t(z) = t(1) + \int_1^z a z^{-1} dz$$

$$t(z) = t(1) - a \log \text{nat}(z)$$

Aus dieser Formel ist ersichtlich, dass die vertikale Temperaturverteilung im Mikroräum im stationären Falle logarithmisch ist.

Wir haben bei der Ableitung unserer Formel folgende Voraussetzungen angewandt:

1. Die vertikale Wärmeströmung ist stationär.
2. Nach oben pflanzt sich die Wärme nur durch Austausch fort.
3. Bewegungs- und Wärmemenge tauschen sich mit dem gleichen Austauschkoefizienten aus.
4. Die aktive Oberfläche ist in horizontaler Richtung aus dem Standpunkte des Wärmehaushaltes homogen.

Wir wollen nun diese Voraussetzungen eingehend studieren. Voraussetzung 1. ist nicht streng gültig, da durch eine gegebene Fläche in zwei verschiedenen Höhen nur dann die gleiche Wärmemenge hindurchfließt, wenn sich die Temperatur zwischen den beiden Höhen nicht verändert. Das kommt jedoch nur in den seltensten Fällen vor. Zur Kontrolle dessen, ob die Wärmeströmung stationär ist, wollen wir die Wärmemenge berechnen, die sich in einer 1 m hohen Luftsäule von 1 cm² Querschnitt anhäuft, falls sich die Temperatur dieser Säule sehr rasch, um 10 C° in einer Stunde, zunimmt. Die Wärmekapazität dieser Luftsäule von 100 cm³ Rauminhalt beträgt 0,028 gcal/cm²-Grad. Die gesuchte Wärmemenge ist zehnfach so viel, nämlich 0,280 gcal. Nach unseren Wärmehaushaltmessungen ist das im Verhältnis zu der Wärmemenge, die im allgemeinen den Boden durch Konvektion verlässt, so klein, dass sie vernachlässigt werden kann und folglich die

vertikale Wärmeströmung selbst im Falle einer derartigen ausgesprochen ausserordentlichen Erwärmung in guter Annäherung als stationär angesehen werden darf.

Voraussetzung 2. war, dass sich die Wärme nach oben ausschliesslich durch Austausch fortpflanzt. Das ist auch nur eine Annäherung, da doch ein anderer Prozess auch tätig ist, nämlich die durch Strahlung verursachte scheinbare Konduktion, die jedoch am Tage bei der Temperaturverteilung vom Einstrahlungstyp neben dem durch Austausch verursachten Wärmestrom vernachlässigt werden kann. Die Nichterfüllung dieser Voraussetzung in der Nacht hat zur Folge, dass in der empirischen Formel von *Brock's* der Wert des Exponenten in der Nacht nunmehr nicht -1 beträgt, folglich, dass die aus der Formel durch Integration erhaltene logarithmische Temperaturverteilung in der Nacht nicht mehr gültig ist.

Die dritte Voraussetzung ist, dass sich Wärmemenge und Bewegungsmenge mit identischem Koeffizienten austauschen. Diese Voraussetzung ist nach den Erfahrungen im Mikroräum erfüllt. Jedoch sind bekanntlich die Wege, die die Konvektionselemente in der freien Atmosphäre zurücklassen, so gross, dass ein beträchtlicher Energieverlust durch Reibung und Turbulenz auftritt und deshalb diese zwei Arten der Energie in der freien Atmosphäre bereits mit verschiedenen Austauschkoefizienten auftreten.

Die Erfüllung von diesen Voraussetzungen wird auch dadurch angedeutet, dass die von uns auf theoretischem Wege abgeleitete Formel mit der aus Mittelwerten abgeleiteten empirischen Formel von *Brock's* tagsüber, d. h. unter Einstrahlung, gut übereinstimmt.

Für uns ist Voraussetzung 4. von Wichtigkeit. Laut dieser ist unser Ergebnis nur über einer homogenen Oberfläche gültig. Die logarithmische Kurve wird durch den Wärmehaushalt der lokalen Oberfläche bedingt. Dieser Umstand gibt uns die Berechtigung, unser Ergebnis nicht nur auf Mittelwerte, sondern auch auf Einzelfälle zu erstrecken. In den einzelnen Fällen ist daher das Abweichen von der logarithmischen Verteilung das Ergebnis der Advektion einer fremden Luftmasse im Mikroräum.

So verfügen wir nun über das gesuchte Kriterium, welches uns im Einstrahlungsfalle über die Anwesenheit der Advektion und die Abweichung der Temperatur der advektierten Luftmasse von den durch die logarithmische Kurve dargestellten lokalen Verhältnissen unterrichtet.

Als Anwendung des logarithmischen Kriteriums haben wir in den ausgewählten fünf Jahren des Beobachtungsmaterials von Erdőhátpuszta die relative Häufigkeit der Fälle bestimmt, in welchen die vertikale Temperaturkurve logarithmisch war.

Unsere Ergebnisse sind in der untenstehenden Tabelle zusammengefasst.

Tabelle I.

I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
—	—	51,9	22,7	46,0	36,5	34,0	25,2	32,4	47,5	37,9	—

Wie ersichtlich ist über das ganze Jahr die relative Häufigkeit der Fälle mit logarithmischer Temperaturverteilung in der bodennahen Luftschicht recht klein. Die relative Häufigkeit der Anwesenheit „fremder Luftmassen“ bei unserer Station war im allgemeinen über 60%, und nur in den Monaten März und Oktober betrug sie kleinere Werte. Für die Wintermonate teilen wir im Mangel von Messungen in 10 cm Höhe keine Angaben mit.

Zu der Begründung der Häufigkeitsverteilung der Mikroadvektion im Laufe des Jahres sind besondere Untersuchungen notwendig. Untenstehend versuchen wir die eingehendere Analyse dieser Erscheinung anhand der Vorzeichen der vertikalen Temperaturgradienten.

Die untenstehenden Tabellen sind aus Messwerten der Jahre 1953–57 abgeleitet worden. Auf unserer Station sind Messungen in drei Höhen, von 10, 50 und 100 cm, vorgenommen worden.

Tabelle II. zeigt die relativen Häufigkeiten der Fälle, in denen sowohl in der Schicht zwischen 10 und 50 als auch in der zwischen 50 und 100 cm gleichzeitig ein isothermischer Vertikalgradient der Temperatur auftritt.

Tabelle II.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
7 ^h	23,5	15,7	8,6	1,2	3,2	4,6	3,5	6,6	7,1	9,6	13,7	21,9
14 ^h	16,7	16,2	6,8	—	—	—	—	1,1	3,6	1,2	8,3	14,3
21 ^h	8,4	5,8	3,8	1,2	3,5	7,6	3,4	3,4	2,5	2,5	1,6	14,5

Wie ersichtlich, ist die Häufigkeit der Isothermen am grössten im Winter, wogegen im Sommer meistens ein Minimum vorliegt. Das ist besonders für die morgendlichen und mittäglichen Zeitpunkte gültig. Abends um 21^h liegt das Hauptmaximum im Winter, in Dezember, allerdings mit einem kleinen Nebenmaximum in Juni. Die Minima liegen in den Monaten April, September, Oktober, November.

Mit der Ausnahme der Spätfrühlings- und Sommermonate ist folglich unter den drei Zeitpunkten die Isothermienhäufigkeit am Morgen die grösste. In diesen Monaten ist die Luft verhältnismässig trocken, es gibt im bodennahen Raum keinen beträchtlichen vertikalen Dampfdruckgradienten, daher ist die Kurve der Taupunkthöhe isothermisch. In den Monaten, wo um 7 Uhr noch keine bedeutende Erwärmung anfangt, fällt die Temperatur-Höhenkurve häufig mit der Taupunktkurve zusammen. Ein anderer Faktor spielt jedoch bei der Zustandebringung der Erscheinung auch mit, nämlich der Umstand, dass im Winter die vertikalen Temperaturgradienten verhältnismässig klein sind und folglich die vermischende Wirkung des Windes leicht zu einer Isothermie führt.

In den Monaten mit höherem Sonnenstand vermindert sich die Isothermienhäufigkeit sowohl am Morgen als auch mittags erheblich, da die zunehmenden Einstrahlungsgradienten bereits nicht so leicht durch Windmischung in Isothermie überführt werden können.

Die relative Häufigkeit der negativen Gradienten ist aus Tabelle III. ersichtlich. Die Tabelle enthält diejenigen Fälle, in welchen die Temperaturdifferenzen zwischen 10 und 100 cm Höhe negativ waren. Die Werte sind in Prozenten aller Beobachtungsfälle ausgedrückt.

Tabelle III.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
7 ^h	57,0	70,0	65,5	23,2	8,6	7,7	2,4	3,3	20,0	48,2	48,4	43,7
14 ^h	48,7	19,1	13,6	1,3	—	—	—	3,3	3,6	12,1	27,8	32,8
21 ^h	62,5	72,4	69,8	37,1	37,7	44,0	42,7	36,0	48,2	76,0	44,4	45,1

In allen drei Zeitpunkten ist die Häufigkeit des Ausstrahlungsgradienten im Winter, in der Periode der Ausstrahlung, am grössten. Im Sommer nimmt mit dem Vorschreiten der Einstrahlung die Häufigkeit ab.

Der Zeitpunkt 21^h gehört im ganzen Jahre zu der Ausstrahlungsperiode. Jedoch ist dieser Zeitpunkt im Sommer noch nicht weit von der Einstrahlungsperiode entfernt, so dass in dieser Jahreszeit die Abkühlung in der Bodennähe noch nicht bedeutend ist.

Selbstredend weisen die Fälle mit positiven Temperaturgradienten in beiden Fällen auf einen dem vorangehenden Falle entgegengesetzten jährlichen Gang hin (Tabelle IV.)

Tabelle IV.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
7 ^h	16,7	11,4	6,9	35,4	55,9	64,6	68,2	49,4	28,2	12,0	18,2	17,2
14 ^h	29,5	55,9	57,6	75,0	83,7	86,1	92,4	78,0	73,7	55,4	37,5	30,0
21 ^h	13,8	13,1	3,8	8,6	24,7	27,2	22,5	16,8	18,4	8,8	28,6	19,4

Bemerkenswert ist das Sommermaximum in den Gradienten abends um 21 Uhr. In dieser Ausstrahlungsperiode kann ein positiver Gradient hauptsächlich nur durch kalte Advektion im Mikroräum verursacht werden. Dieser Umstand weist darauf hin, dass an Sommerabenden in der Gestaltung des Temperaturgradienten die kalte Mikroadvktion eine nicht zu verkennende Rolle spielt.

Zwecks einer eingehenderen Untersuchung der Situation hat der Verfasser die relative Häufigkeit der Fälle tabellarisch aufgestellt, in welchen der Gradient in unserem Mikroräum in der unteren Schicht zwischen 10—50 cm positive, in der oberen, zwischen 50 und 100 cm negative Werte annahm. (Tabelle V.)

Tabelle V.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
7 ^h	2,8	1,5	8,7	12,1	23,7	15,4	18,8	25,3	29,5	20,5	10,6	6,3
14 ^h	—	2,9	10,2	11,2	11,6	11,1	2,2	9,9	13,1	22,9	9,8	7,2
21 ^h	5,6	—	9,4	6,1	16,5	13,6	14,6	21,4	17,3	7,6	7,9	11,3

Im Jahresgang ist die Verschiebung der Höchstwerte auf die Herbstmonate bemerkenswert, welche Erscheinung in allen drei Zeitpunkten auftritt.

Die umgekehrte Lage, d. h. die relative Häufigkeit der Fälle mit negativen Gradienten in der unteren und positiven in der oberen Schicht enthält die Tabelle VI.

Tabelle VI.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
7 ^a	0,0	1,4	10,3	28,1	8,6	7,7	7,1	15,4	15,2	9,6	9,1	10,9
14 ^a	5,1	5,9	11,8	12,5	4,7	2,8	5,4	7,7	6,0	8,4	16,6	15,7
21 ^a	9,7	8,7	13,2	47,0	17,6	7,6	16,8	22,4	13,6	5,1	17,5	9,7

In den Angaben der Tabelle VI. entfällt das Häufigkeitsmaximum morgens und abends auf die Frühlingsmonate, und am Mittag bemerken wir ein Maximum zweiter Ordnung in April.

Die Lage steht nun, im Besitz der letzten drei Tabellen, klar vor uns. Um unsere Messtation herum befindet sich kahler unbebauter Boden. Dieser wird seinerseits durch Ackerland umgeben. Der Boden um unsere Station ist infolge seiner grösseren Dichte von grösserer Wärmeleitfähigkeit.

Die jährlichen Höchstwerte in Tabelle IV. abends um 21 Uhr in den Monaten V, VI, und VII werden dadurch verursacht, dass die Einstrahlungsperiode in diesen Monaten nicht lange vor dem gegebenen Zeitpunkt endet. Um unsere Station haben sich noch nicht so hohe Ausstrahlungsgradienten entwickelt als in den umgebenden, mit Vegetation bewachsenen, weniger gut leitenden Teilen. Die dortige, bereits stärker abgekühlte Luft fliesst folglich über die verhältnismässig wärmere, infolge von hochgeförderter Wärme weniger schnell abkühlende Luft, so dass sich dort eine Temperaturverteilung vom Einstrahlungstyp entwickelt.

Das herbstliche Häufigkeitsmaximum in Tabelle V. verdankt sein Zustandekommen ähnlichen Umständen. Der unten positive, oben negative Gradient bedeutet, dass in der Mitte — bei 50 cm — die Luft kühler ist als weiter oben und unten. Folglich erhielt diese Schicht kühlere Luft durch Advektion. Kühlere Luft konnte in der herbstlichen Abkühlungsperiode nur von den schlecht leitenden Teilen der bebauten oder bewachsenen Umgebung über die gut leitende, noch verhältnismässig wärmere, die sommerliche Wärme leichter abgebende Oberfläche unserer Station geraten. In der mit dem Boden sich berührenden Schicht kommt durch die Wirkung des wärmeren Substrats ein positiver Gradient zustande.

Tabelle VI. lehrt, dass im Frühling die Lage umgekehrt ist. In April erwärmt der Boden sich schon beträchtlich, jedoch ist die Erwärmung der gut leitenden, die Wärme den umgebenden tieferen, im Sommer kälteren Schichten gegenüber gut abgebenden Bodenteile etwas verzögert. Folglich ist die Oberfläche unserer Station im Frühling in allen Tageszeiten kälter als in den umgebenden Gebieten der weniger wärmeleitenden bebauten Substrate. Die aus Tabelle VI. ersichtlichen unten negativen, oben positiven Gradienten zeigen, dass warme Luft in die mittlere Schicht in 50 cm Höhe advektiert wurde. Diese Luft rührt von den umgebenden Gebieten her und brachte über die kalte Oberfläche der Station in der Bodennähe einen negativen Gradienten vom Ausstrahlungstyp zustande.

Die Ergebnisse lenken die Aufmerksamkeit auf den Umstand, dass in unserer Station — wie in jedem Gebiet mit inhomogener Oberfläche — die Mikroadvекtion eine systematische Erscheinung ist. In den Messwerten macht sich die Wirkung der umgebenden Gebiete mit unterschiedlicher Oberflächengestaltung bemerkbar, so dass diese Messwerte, für die das Kriterium der logarithmischen Temperaturverteilung nicht erfüllt ist, in Bezug auf die eigentliche Stationsoberfläche nicht als repräsentativ angesehen werden dürfen.

LITERATUR

1. Dobosi Z.: Egy mikroklimatikus jelenség értelmezése a talajfelszín hőháztartása alapján. (Die Deutung einer mikroklimatischen Erscheinung anhand des Wärmehaushaltes der Bodenoberfläche.) *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl.* 10, 3—4.
2. Будыко, М. И.: Испарение в естественных условиях. Ленинград. 1948.
3. Brocks, K.: Über den täglichen und jährlichen Gang der Höhenabhängigkeit der Temperatur. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* 5, 1948.